Journal of Water and Soil
https://jsw.um.ac.ir

Research Article
Vol. 36, No. 5, Dec.-Jan., 2022, p. 611-628

Application of the RothC Model in Simulating Effect of Climate Change on CO_2 Emissions and Soil Organic Carbon Stocks in Semi-arid Climate of Khorasan-e-Razavi

S. Bagherifam[1], M.A. Delavar[2*], P. Keshavarz[3], P. Karami[4]

Received: 11-09-2022
Revised: 26-10-2022
Accepted: 29-10-2022
Available Online: 15-01-2023

How to cite this article:
Bagherifam, S., Delavar, M.A., Keshavarz, P., & Karami, P. (2022). Application of the RothC Model in Simulating Effect of Climate Change on CO_2 Emissions and Soil Organic Carbon Stocks in Semi-arid Climate of Khorasan-e-Razavi. *Journal of Water and Soil 36*(5): 611-628. (In Persian with English abstract)
DOI: 10.22067/JSW.2022.78752.1202

Introduction

Soil is one of the main drivers of global warming through losing carbon in the form of CO_2. On the other hand, its ability to sequester carbon is a suitable option for reducing CO_2 emissions. Therefore, even few changes in carbon sequestration or decomposition of soil organic carbon affect the global atmospheric CO_2 content. Although the soils of arid and semi-arid regions have low organic carbon content, they can sequester substantial amounts of carbon due to the large area of these regions. So, the Rothamsted carbon model was used to predict the impact of future climate changes on the amount of CO_2 emissions and low soil organic carbon stocks in the semi-arid arable lands of Razavi Khorasan province. This model is one of the most widely used models for the study of soil organic carbon turnover and has been evaluated in a variety of ecosystems including grasslands, forests and croplands and in various climate regions. The RothC model is consists of five conceptual soil carbon pools, four active fractions and a small amount of inert organic matter (IOM) that is resistant to decay. The active pools splits into: Decomposable Plant Material (DPM), Resistant Plant Material (RPM), Microbial Biomass (BIO) and Humified Organic Matter (HUM). This model is able to reveal the effect of soil texture, temperature, rainfall, evaporation, vegetation and crop management on the soil organic carbon turnover process.

Materials and Methods

The Rothamsted carbon model was calibrated and validated using data measured in 2020 and available data from the long-term field experiments in the semi-arid agricultural lands of Jolge Rokh. Then, by analyzing the climate change of the study area, the impact of climate change until the end of the current century on the amount of CO_2 cumulative emissions, total organic carbon (TOC) and active carbon pools model were modeled and compared in the current climate and also climate change conditions.

Results and Discussion

The comparison between the measured and simulated soil organic carbon values by the model shows the potential of the model to provide predictions with acceptable accuracy. The outcome of comparisons revealed that R^2, Root Mean Square Error (RMSE), Mean Difference (MD), Mean Absolute Error (MAE) and Model efficiency were 0.97, 2.78, 2.11, 2.33 and 0.70 respectively. Assessment of climate changes in the region (during 1981-2020)

1 and 2- Ph.D. Student and Associate Professor, Department of Soil Science, Faculty of Agriculture, University of Zanjan, Zanjan, Iran, respectively.
(*- Corresponding Author Email: amir-delavar@znu.ac.ir)
3- Associate Professor, Department of Soil and Water Research, Khorasan Razavi Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, AREEO, Mashhad, Iran
4- Assistant Professor, Department of Range and Watershed Management, Faculty of Natural Resources, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

showed a decrease in precipitation and a significant increase in temperature over the past 40 years. Climate change simulation was carried out by temperature increasing and decreasing the precipitation until the end of the current century, indicated the decrease of all active carbon pools. It was found that DPM, RPM, BIO, HUM and TOC decreased respectively to 2.41, 2.72, 2.51, 1.04 and 1.32% compared to the current climatic conditions, while the cumulative CO_2 emission increased by 1.26%. Temperature rising leads to increase the rate modifying factor (a) by 2.20%, which enhances microbial respiration and decomposition rate of organic carbon and CO_2 emissions (carbon output). However, it also increases the ecosystem's net primary productivity (carbon input). Decreases in rainfall and increase in potential evapotranspiration cause a reduction of the rate modifying factor (b) to 0.23%, which on one side reduces the activity of microorganisms and carbon biodegradation; but on the other side, it decreases the vegetation cover and following that reduces CO_2 trapping during the photosynthesis process and transfers it to the soil. It seems that in arid and semi-arid climates where the lack of moisture is the most important limiting factor of the plants growth; the role of precipitation in carbon decomposition and sequestration is greater than temperature.

Conclusion

The Rothamsted carbon model is suitable for regional simulations because it requires only easily obtainable inputs. Therefore RothC is an appropriate tool for estimating long-term effects of climate change and agricultural management (such as application of manures, returning plant residues to the soil, crop rotations, conservation tillage etc.). The RothC model validation in the cold semi-arid agricultural lands of the region, shows the ability of model to properly simulate the pattern of organic carbon changes. Also, simulation of soil organic carbon changes under the climate changes conditions indicates an increase in cumulative CO_2 emissions and decrease in soil organic carbon pools of the study area. The methodology can be applied to other regional estimations, provided that the relevant data are available. The predictions allowed to identify the land management potential to carbon sequestration. Such information demonstrate a beneficial tool for evaluation of past land management effects on soil organic carbon trends and also estimation of future climate change effects on soil organic carbon stocks and CO_2 emissions.

Keywords: Global warming, Carbon sequestration, Decomposition of soil organic matter, Model efficiency, Rothamsted carbon model

Journal of Water and Soil
https://jsw.um.ac.ir

مقاله پژوهشی

جلد ۳۶، شماره ۵، آذر-دی ۱۴۰۱، ص. ۶۲۸-۶۱۱

کاربرد مدل RothC در شبیه‌سازی اثر تغییرات اقلیمی بر انتشار کربن دی‌اکسید و ذخایر کربن آلی خاک اقلیم نیمه‌خشک خراسان رضوی

صبا باقریفام[۱]- محمد امیر دلاور[۲]*- پیمان کشاورز[۳]- پرویز کرمی[۴]

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۸/۰۷

چکیده

خاک با از دست دادن کربن به شکل کربن دی‌اکسید، پتانسیل زیادی برای تشدید گرمایش زیست‌کره دارد. از سوی دیگر امکان ترسیب کربن در خاک، راهکار مناسبی جهت کاهش انتشار کربن دی‌اکسید شناخته می‌شود. خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک جهان اگرچه حاوی مقادیر کمی کربن آلی هستند؛ اما به‌واسطه وسعت زیاد، امکان ترسیب مقادیر قابل‌توجهی کربن آلی را دارند. از این‌رو جهت بررسی تغییرات ذخایر کربن آلی خاک اراضی زراعی اقلیم نیمه‌خشک جلگه‌رخ واقع در استان خراسان رضوی، مدل رتامستد با استفاده از داده‌های مطالعات پیشین و مقادیر اندازه‌گیری شده در سال ۲۰۲۰ اعتبارسنجی شد. مقایسه بین مقادیر کربن آلی اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی‌شده توسط مدل، نشانگر قابلیت مدل در ارائه پیش‌بینی‌هایی با دقت مناسب بود. به‌طوری‌که مقادیر ضریب تبیین، ریشه میانگین مربعات خطا، میانگین مطلق خطا، تفاوت میانگین و شاخص کارایی مدل به ترتیب معادل ۰/۹۷، ۲/۷۸، ۲/۱۱، ۲/۳۳ و ۰/۷۰ به‌دست آمدند. سپس تأثیر تغییرات اقلیمی بر انتشار کربن دی‌اکسید و ذخایر کربن آلی خاک منطقه مدل‌سازی شد. بررسی تغییرات اقلیمی منطقه در (دوره آماری ۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰) نشانگر کاهش بارندگی و افزایش معنی‌دار دما طی ۴۰ سال گذشته بوده است. مدل‌سازی تغییرات اقلیمی تا پایان قرن جاری با اعمال افزایش دما و کاهش بارندگی انجام شد که نتایج بیانگر کاهش همه ذخایر کربن فعال مدل بود، چنان‌که مخازن مواد گیاهی تجزیه‌پذیر، مواد گیاهی مقاوم، زیست‌توده میکروبی، مواد آلی هوموسی‌شده و کل کربن آلی خاک به‌ترتیب معادل ۲/۴۱، ۲/۷۲، ۲/۵۱، ۱/۰۴ و ۱/۳۲ درصد نسبت به شرایط عدم وقوع تغییرات اقلیمی کاهش و میزان انتشار تجمعی کربن دی‌اکسید از خاک، ۱/۲۶ درصد افزایش نشان داد. افزایش دما باعث افزایش ضریب تصحیح دما (a) به میزان ۲/۲۰ درصد شد که منجر به افزایش سرعت تجزیه کربن آلی و تلفات کربن به شکل کربن دی‌اکسید شده است؛ اگرچه باعث افزایش تولید خالص اولیه بوم‌نظام نیز گردید. کاهش بارندگی و افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل نیز باعث کاهش ضریب تصحیح رطوبت (b) به میزان ۰/۲۳ درصد شد؛ این فرایند از یک سو با کاهش فعالیت ریزجانداران موجب کاهش تجزیه زیستی کربن و انتشار کربن دی‌اکسید از خاک شده است؛ اما از سوی دیگر موجب کاهش درصد پوشش گیاهی و پیرو آن به دام انداختن کربن دی‌اکسید طی فرایند فتوسنتز و انتقال آن به خاک می‌گردد.

واژه‌های کلیدی: تجزیه ماده آلی خاک، ترسیب کربن، شاخص کارایی، گرمایش جهانی، مدل رتامستد

۱ و ۲- به‌ترتیب دانشجوی دکتری و دانشیار گروه علوم و مهندسی خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

(*- نویسنده مسئول: Email: amir-delavar@znu.ac.ir)

۳- دانشیار بخش تحقیقات خاک و آب، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی خراسان رضوی، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، مشهد، ایران

۴- استادیار گروه مهندسی مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

DOI: 10.22067/JSW.2022.78752.1202

مقدمه

کربن موجود در ماده آلی خاک که بیش از ۵۰ درصد آن را تشکیل می‌دهد؛ کربن آلی خاک نامیده می‌شود. خاک‌ها علاوه بر کربن آلی، حاوی کربن معدنی نیز می‌باشند؛ که به‌طور معمول به‌صورت کانی‌های کلسیت، دولومیت و کلسیت منیزیم‌دار در خاک یافت می‌شوند (Doner and Lynn, 1989). مقدار ذخایر کربن آلی خاک تا عمق یک متری بین ۱۲۲۰ تا ۱۵۷۶ پتاگرم[1] و مقدار ذخایر کربن معدنی در حدود ۷۰۰ تا ۱۷۰۰ پتاگرم تخمین زده می‌شود (Batjes, 1996; Eswaran, 2000)؛ که این مقادیر، بیش از مجموع میزان کربن موجود در گیاهان (۶۵۰ پتاگرم) و هواکره (۷۵۰ پتاگرم) است (Stockmann *et al*., 2013). خاک بزرگ‌ترین مخزن کربن خشکی‌های جهان به‌شمار می‌آید (Guo *et al*., 2016)؛ بنابراین، حتی تغییرات کوچک در مقادیر تجزیه و یا ترسیب کربن آلی خاک، به‌طور مستقیم بر محتوی کربن دی‌اکسید اتمسفری (CO_2) تأثیر می‌گذارد (Weihermüller *et al*., 2013).

در نتیجه افزایش مصرف سوخت‌های فسیلی و تغییر کاربری اراضی جنگلی و مرتعی، غلظت کربن دی‌اکسید در اتمسفر از ۲۵۰ قسمت در میلیون (ppm) در سال ۱۸۵۰ به ۴۲۰ ppm در سال ۲۰۲۱ افزایش داشته است؛ که طبق برآوردها منجر به افزایش میانگین دمای کره زمین بین ۱/۵ تا ۲ درجه سلسیوس تا ۲۰ سال آینده خواهد شد (IPCC, 2021). مدل‌سازی آینده اقلیمی ایران در بازه زمانی ۲۰۲۵ تا ۲۰۴۹ نیز افزایش حداقل ۱/۱ و حداکثر ۲/۷۵ درجه سلسیوس دما در سراسر ایران را نشان می‌دهد (Vaghefi *et al*., 2019). در پژوهش‌های متعددی گزارش شده است که در پی افزایش دما، سرعت تجزیه و هدرروی کربن آلی خاک افزایش می‌یابد؛ که خود موجب افزایش سرعت انتشار کربن دی‌اکسید و تشدید گرمایش زیست‌کره می‌گردد (Barančíková *et al*., 2010; Francaviglia *et al*., 2013; Muñoz-Rojas *et al*., 2017).

در سال‌های اخیر علاقه علمی زیادی به تخمین بازخورد بالقوه ذخایر کربن آلی خاک نسبت به تغییرات آب و هوایی به‌وجود آمده است (Davidson and Janssens, 2006). برای درک بهتر نقش کربن آلی خاک در چرخه کربن جهان، شناخت توزیع بخش‌های مختلف آن بسیار با اهمیت است (Schimel *et al*., 2001). بخش‌های مختلف کربن آلی از نظر نرخ گردش کربن، پایداری بیولوژیکی و ترکیب بیوشیمیایی با یکدیگر متفاوت هستند (Paustian *et al*., 1992). علاوه بر مشکلات اندازه‌گیری ترکیبات کربن آلی، سرعت تغییر و تبدیل اغلب این ذخایر نیز بسیار کند و تدریجی است؛ بنابراین، به‌منظور پیش‌بینی تغییرات کربن آلی خاک در پاسخ به تغییرات آب و هوایی، کاربری اراضی و نحوه مدیریت زمین، مدل‌های مختلف گردش کربن خاک توسعه یافتند (Kaczynski *et al*., 2017). مدل‌ها با امکان شبیه‌سازی وضعیت آینده اراضی با شرایط اقلیمی فعلی و فرضی، قابلیت ارائه پیش‌بینی‌های مبتنی بر واقعیت، سال‌ها قبل از وقوع آن را دارند. مدل RothC (Coleman and Jenkinson, 1996) که بر اساس نتایج پایش بلندمدت اراضی یکی از قدیمی‌ترین ایستگاه‌های تحقیقات کشاورزی جهان در رتامستد[2] انگلستان طراحی شده است؛ از معتبرترین و پرکاربردترین مدل‌های بررسی پویایی کربن آلی خاک است. این مدل در بیش از ۸۰ کشور دنیا مورد راستی‌آزمایی قرار گرفته است (Francaviglia *et al*., 2012). مدل رتامستد قادر است تأثیر بافت خاک، دما، رطوبت، پوشش گیاهی و استفاده از کودها را بر تغییر و تبدیل ذخایر کربن آلی خاک، نشان دهد (Kaczynski *et al*., 2017). این مدل از پنج مخزن مفهومی کربن تشکیل شده است (Jordon and Smith, 2022). چهار مخزن فعال و یک مخزن غیرفعال (ماده آلی پایدار) که چهار بخش فعال عبارت هستند از: مواد گیاهی مقاوم[3] (RPM)، مواد گیاهی تجزیه‌پذیر[4] (DPM)، زیست‌توده میکروبی[5] (BIO) و مواد آلی هوموسی‌شده[6] (HUM). جزء غیرفعال نیز به‌عنوان ماده آلی بی‌اثر[7] (IOM) شناخته می‌شود (Barančíková *et al*., 2010; Diele *et al*., 2021). هریک از ذخایر فعال کربن مدل رتامستد بر مبنای سینتیک واکنش مرتبه اول و با سرعت تجزیه مخصوص به خود در طی زمان تجزیه‌شده و تولید کربن دی‌اکسید می‌نمایند که به هواکره باز می‌گردد؛ این سرعت تجزیه برای هر خاک، بر اساس رطوبت خاک، دما و پوشش گیاهی اصلاح می‌گردد (Kaonga and Coleman, 2008).

مطالعات معدودی به مقایسه بین ذخایر مفهومی مدل رتامستد با بخش‌های متناظر ماده آلی خاک که از فرایندهای جدایه‌پذیری[8]

1- Petagram = 1 Gigatonne
2- Rothamsted
3- Resistant Plant Material
4- Decomposable Plant Material
5- Microbial Biomass
6- Humified Organic Matter
7- Inert Organic Matter
8- Fractionation procedure

فیزیکی و شیمیایی به‌دست آمدند؛ پرداخته‌اند (Skjemstad *et al.*, 2004; Zimmermann *et al.*, 2007; Dondini *et al.*, 2009; Leifeld *et al.*, 2009; Xu *et al.*, 2011)؛ اما در اکثر پژوهش‌های انجام‌گرفته، همبستگی خوبی بین این مقادیر گزارش شده است. از جمله مطالعات انجام‌شده در اراضی زراعی مناطق مختلفی از اروپا که در آن ضریب همبستگی برای بخش‌های مواد گیاهی تجزیه‌پذیر و مواد گیاهی مقاوم بین ۰/۷۶ تا ۰/۸۲ و برای بخش‌های مواد آلی هوموسی‌شده و زیست‌توده میکروبی بیش از ۰/۹۰ به دست آمد (Zimmermann *et al.*, 2007).

اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک جهان کربن آلی کمی دارند؛ ازاین‌رو کمتر به مدل‌سازی پویایی کربن آلی خاک این مناطق پرداخته شده است (Farina *et al.*, 2017). در ایران نیز مطالعات اندکی در این خصوص انجام شده است که در این بین مطالعات انجام گرفته با استفاده از مدل رتامستد، در بوم‌نظام‌های مرتعی و جنگلی ایران که دارای پوشش دائم گیاهی و به‌طورمعمول حاوی مقادیر بیشتری کربن آلی خاک هستند؛ انجام شده است (Fallahi *et al.*, 2013; Soleimani *et al.*, 2017; Azad and Afzali, 2019)؛ اما مستنداتی در زمینه به‌کارگیری مدل رتامستد در بررسی ذخایر کم کربن آلی بوم‌نظام‌های زراعی ایران که به لحاظ تأمین امنیت غذایی کشور، حائز اهمیت ویژه‌ای هستند؛ مشاهده نشد. کربن آلی خاک این مناطق علاوه بر تأثیرپذیری از شرایط اقلیمی، متأثر از نحوه مدیریت زراعی نیز می‌باشد. از این‌رو در پژوهش حاضر ضمن ارزیابی قابلیت مدل RothC در شبیه‌سازی تغییرات ذخایر کربن آلی خاک اراضی کشاورزی جلگه‌رخ استان خراسان رضوی، تأثیر تغییرات اقلیمی تا پایان قرن حاضر بر میزان انتشار تجمعی کربن دی‌اکسید، کل کربن آلی خاک و هریک از ذخایر پنج‌گانه کربن آلی مدل تحت مدیریت کنونی این اراضی، بررسی شد.

مواد و روش‌ها

مشخصات منطقه موردمطالعه

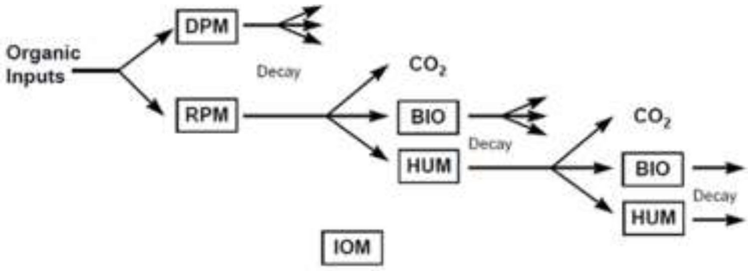
کل مساحت اراضی کشاورزی بخش جلگه‌رخ شهرستان تربت‌حیدریه، ۳۸۴۳۸ هکتار است؛ که منطقه موردمطالعه اراضی کشاورزی به مرکزیت مختصات ″۴۶ ′۱۰ °۵۹ طول شرقی و ″۱۹ ′۳۶ °۳۵ عرض شمالی می‌باشند. ارتفاع متوسط منطقه از سطح دریا حدود ۱۷۲۰ متر است. اقلیم منطقه با وجود تابستان‌های معتدل، زمستان‌های سرد و بهارهای خنک با میانگین ۹۷ روز یخبندان در سال، بر پایه طبقه‌بندی اقلیمی کوپن-گایگر، سرد و نیمه‌خشک (BSk) است. محدوده مطالعاتی در واحد فیزیوگرافی دشت‌های آبرفتی دامنه‌ای قرار می‌گیرد و خاک‌های غالب منطقه مطابق سیستم رده‌بندی جامع آمریکایی (۲۰۱۴) تا سطح تحت گروه Xeric Torriorthents است (Mansouri, 2000). رژیم رطوبتی اریدیک هم‌مرز با زریک و رژیم حرارتی خاک‌ها مزیک می‌باشد و بر روی کنگلومرا و مارن‌های گچ‌دار دوره ائوسن تشکیل شده است (Mansouri, 2000).

تجزیه هر یک از اجزاء فعال کربن مدل RothC

کربن ورودی از بقایای گیاهی بسته به کیفیت بقایا به دو بخش مواد گیاهی تجزیه‌پذیر و مواد گیاهی مقاوم تقسیم می‌شوند؛ که طبق مطالعات انجام‌شده در اراضی زراعی، این تقسیم به نسبت ۵۹ درصد مواد گیاهی تجزیه‌پذیر و ۴۱ درصد مواد گیاهی مقاوم انجام می‌گیرد (Coleman and Jenkinson, 2014; Shirato and Yokozawa, 2006). سپس هریک از این دو بخش به‌نوبه خود تجزیه‌شده و تولید زیست‌توده میکروبی به‌علاوه مواد آلی هوموسی‌شده (BIO+HUM) و کربن دی‌اکسید می‌کنند. مقدار رس خاک با تأثیر بر سرعت تجزیه و قدرت نگهداری آب در خاک، تعیین‌کننده نسبت بین کربن دی‌اکسید و BIO+HUM می‌باشد که از معادله (۱) محاسبه می‌شود. سپس BIO+HUM تولیدی به ۴۶ درصد زیست‌توده میکروبی و ۵۴ درصد مواد آلی هوموسی‌شده تقسیم می‌شوند و هرکدام از این اجزا همچنان تجزیه‌شده و تولید کربن دی‌اکسید، زیست‌توده میکروبی و مواد آلی هوموسی‌شده می‌کنند (شکل ۱).

$$x = 1.67(1.85 + 1.60\exp(-0.0786\%\,clay)) \quad (۱)$$

در این معادله x نسبت کربن دی‌اکسید به BIO+HUM است، بنابراین x/(x+1) کربن دی‌اکسید آزادشده و 1/(x+1) مقدار BIO+HUM تشکیل شده است (Barančíková *et al.*, 2010; Coleman and Jenkinson, 2014).



شکل ۱- ساختار مدل کربن رتامستد (Coleman and Jenkinson, 2014)

Figure 1- Structure of the Rothamsted Carbon Model

ضرایب تصحیح سرعت تجزیه در مدل

چنانچه یک جزء فعال مدل، دارای Y تن کربن در هکتار باشد، مقدار آن در پایان ماه به $Y\ e^{-abckt}$ کاهش می‌یابد. در این معادله *a* ضریب تصحیح دما، *b* ضریب تصحیح رطوبت، *c* ضریب تصحیح پوشش خاک و *k* ثابت سرعت تجزیه سالانه است (جدول ۱)؛ بنابراین *t* معادل زمان یک ماه بوده و $Y(1-e^{-abckt})$ مقداری از یک جزء فعال است که طی یک ماه مشخص تجزیه می‌شود (Coleman *et al.*, 1997; Coleman and Jenkinson, 2014).

جدول ۱- ثابت سرعت تجزیه (*k*) سالانه برای اجزای فعال

Table 1- Decomposition rate constants (*k*), in years⁻¹, for active compartments

DPM	RPM	BIO	HUM
10.0	0.3	0.66	0.02

ضریب تصحیح دما (*a*) از معادله (۲) محاسبه می‌شود که در آن T میانگین دمای ماهانه بر حسب سلسیوس است.

$$a = \frac{47.91}{1+e^{\left(\frac{106.06}{T+18.27}\right)}} \quad (۲)$$

جهت محاسبه ضریب تصحیح رطوبت (*b*)، ابتدا حداکثر کمبود رطوبت لایه سطحی خاک[1] از معادله (۳) محاسبه می‌شود (Farina *et al.*, 2013).

(۳)

$$\text{Max TSMD} = -(20.0 + 1.3(\%\text{clay}) - 0.01(\%\text{clay})^2)$$

این معادله بر اساس عمق نمونه‌برداری در کرت‌های آزمایشی رتامستد (۲۳ سانتی‌متر) تنظیم شده است؛ که برای منطقه مطالعاتی بر اساس عمق نمونه‌برداری تصحیح گردید. پس‌ازآن، مقدار تجمعی کمبود رطوبت لایه سطحی خاک[2] برای عمق نمونه‌برداری از اولین ماهی که تبخیر و تعرق پتانسیل از بارندگی پیشی می‌گیرد تا زمانی که به حداکثر کمبود رطوبت لایه سطحی خاک می‌رسد محاسبه می‌شود. سپس ضریب تصحیح رطوبت (*b*) برای هر ماه به‌این‌ترتیب تعیین می‌گردد:

اگر acc.TSMD<0.444 max. TSMD باشد، *b* برابر یک است و در غیر این صورت از معادله (۴) محاسبه می‌شود.

$$b = 0.2 + (1.0 - 0.2) \times \frac{(\text{max TSMD} - \text{acc.TSMD})}{(\text{max.TSMD} - 0.444\ \text{max.TSMD})} \quad (۴)$$

مقدار تجزیه در خاک‌های فاقد پوشش گیاهی، از خاک‌هایی که سطح آن با پوشش گیاهی پوشیده شده است؛ بیشتر است؛ بنابراین ضریب تصحیح پوشش خاک (*c*) در ماه‌هایی که خاک دارای پوشش گیاهی است ۰/۶ و در مواقعی که خاک بدون پوشش باشد یک است (Coleman and Jenkinson, 2014). در اراضی موردمطالعه بسته به زمان کاشت و برداشت محصولات و دوره‌های آیش بودن اراضی، مقدار این ضریب تعیین شد.

ورودی‌های مدل RothC

ورودی‌های مدل در سه بخش اطلاعات خاک، اطلاعات کاربری و مدیریت اراضی و داده‌های اقلیمی طبقه‌بندی می‌شوند که اطلاعات موردنیاز خاکی و مدیریتی با همکاری بخش تحقیقات خاک و آب مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان خراسان رضوی با استفاده از طرح‌های انجام‌شده در اراضی موردمطالعه شامل: طرح محوری گندم (۱۹۹۲)، توصیه کودی (۱۹۹۵)، مطالعات حاصلخیزی تربت‌حیدریه (۲۰۰۹)، مرحله اول پایش اراضی کشاورزی (۲۰۱۰) و مرحله دوم پایش اراضی کشاورزی (۲۰۲۰) که همراستا با این مطالعه و جهت اعتبارسنجی مدل RothC انجام پذیرفته است؛ تکمیل شد. به‌این‌ترتیب با استفاده از اطلاعات موجود و اندازه‌گیری شده در سال ۲۰۲۰، اعتبارسنجی مدل RothC در شرایط اقلیمی و مدیریتی اراضی زراعی جلگه‌رخ، با استفاده از اطلاعات مجموع میانگین ۶۸ نمونه از مناطق موردمطالعه، انجام پذیرفت. توزیع اندازه

1- Topsoil moisture deficit (TSMD)

2- Accumulated TSMD (acc. TSMD)

ذرات خاک با روش هیدرومتر، کربن آلی خاک به‌روش اکسیداسیون‌تر، نیتروژن کل با روش کجلدال، فسفر قابل‌جذب به روش اولسن، پتاسیم تبادلی با دستگاه فلیم‌فتومتر، جرم مخصوص ظاهری خاک در نمونه‌های دست‌نخورده به روش سیلندر (Soil Survey Manual, 2014) اندازه‌گیری شدند. توصیف آماری نمونه‌های خاک در جدول (۲) نشان داده شده است. توزیع داده‌ها در تمام گروه‌ها نرمال بود.

برای محاسبه ورودی‌های مدل در بخش اطلاعات اقلیمی، از اطلاعات ایستگاه سینوپتیک تربت‌حیدریه استفاده شد. برای این منظور آمار بلندمدت (۱۹۵۹ تا ۲۰۲۰) این ایستگاه از طریق سازمان هواشناسی کشور تهیه گردید. میانگین دمای سالانه تربت‌حیدریه ۱۴/۸ درجه سلسیوس محاسبه شد. تیر ماه با میانگین ۲۷/۶ و دی ماه با ۱ درجه سلسیوس به ترتیب گرم‌ترین و سردترین ماه‌های سال هستند. میانگین بارندگی سالانه ۲۵۸/۸ میلی‌متر است؛ که بیشترین مقدار بارش در اسفند ماه با میانگین ۵۱/۲ میلی‌متر ثبت شده است. میانگین پتانسیل تبخیر سالانه ۱۴۶۵ میلی‌متر است که بیشترین میانگین پتانسیل تبخیر، در تیر ماه با میانگین ۲۸۵ میلی‌متر است.

جدول ۲- توصیف آماری ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی خاک منطقه موردمطالعه در سال ۲۰۲۰ (عمق صفر تا ۳۰ سانتی‌متر)

Table 2- Summary statistics of soil physicochemical properties in 2020 (at 0-30 cm depth)

	واکنش خاک pH	جرم مخصوص ظاهری BD (g cm^{-3})	قابلیت هدایت الکتریکی EC (dSm^{-1})	پتاسیم K (mg kg^{-1})	فسفر P (mg kg^{-1})	نیتروژن N (%)	رس Clay (%)	سیلت Silt (%)	شن Sand (%)	کربن آلی OC (%)
Mean میانگین	7.8	1.38	5.85	458	10.8	0.048	38	45	17	0.64
Maximum بیشینه	8.2	1.9	8.90	591	19.7	0.078	52	57	25	1.2
Minimum کمینه	7.1	1.08	3.74	228	3.5	0.022	25	31.6	9.8	0.21
SD انحراف معیار	0.32	0.23	0.887	95.08	4.2	0.015	6.2	5.6	4.5	0.26

جدول ۳- اطلاعات مدیریت اراضی مدل RothC برای وضعیت تعادل و سال پایانی

Table 3- RothC model land management files for equilibrium mode and final year

اطلاعات موردنیاز Data requirements	مقدار/سال Year/Value 1992	2020
عمق نمونه‌برداری Depth of soil layer sampled (cm)	30	30
درصد رس Clay content (%)	31	38
کل کربن آلی خاک TOC (t C ha^{-1})	28.63	25.29
ماده آلی پایدار IOM (t C ha^{-1})	2.23	1.94
کربن ورودی از بقایای گیاهی Input of plant residues (t C ha^{-1})	1.10	0.67
کربن ورودی از کودهای حیوانی Input of farmyard manures (t C ha^{-1})	0.93	2.4
نسبت مواد گیاهی تجزیه‌پذیر به مواد گیاهی مقاوم DPM/RPM ratio	1.44	

برای محاسبه مقدار تبخیر و تعرق پتانسیل از روش تورنت‌وایت (Thornthwaite, 1948) استفاده شد و به کمک این اطلاعات، مقادیر حداکثر کمبود رطوبت لایه سطحی خاک و مقدار تجمعی کمبود رطوبت لایه سطحی خاک به‌دست آمد (Coleman and Jenkinson, 2014). ازآنجاکه اندازه‌گیری تجربی ماهانه حداکثر کمبود رطوبت لایه سطحی خاک در عمق مورد بررسی خاک، مشکل است؛ برای محاسبه این شاخص از اطلاعات هواشناسی استفاده می‌شود. همچنین، به‌جای دمای خاک از دمای هوا که اندازه‌گیری آن

بسیار پرکاربردتر، آسان‌تر و در دسترس‌تر است؛ استفاده می‌شود. نتایج بررسی‌ها نشان داد که دمای ماهانه هوا به‌خوبی مبین دمای ماهانه خاک سطحی است و در نهایت تفاوتی در حد یک درجه سلسیوس بیشتر از حداقل سالانه و یک درجه سلسیوس کمتر از حداکثر سالانه دمای هوا دارد (Coleman and Jenkinson, 2014).

ورودی‌های کاربری بر اساس اطلاعات کشت منطقه تکمیل شد. کشت غالب اراضی موردمطالعه، غلات زمستانه آبی در تناوب با پنبه و صیفی‌جات به همراه آیش دوره‌ای است. به‌طور متوسط مقداری کربن در هر ماه از طریق بقایای گیاهی و همچنین طی رشد گیاه از ریشه‌ها به خاک اضافه می‌گردد (Skjemstad *et al*., 2004). مقدار ورودی کربن از این طریق به‌ندرت مشخص می‌گردد، لذا بخشی در مدل طراحی شده است که می‌توان از طریق آن مدل را به‌صورت معکوس اجرا نمود و میزان کربن ورودی از طریق بقایا را محاسبه کرد. فاکتور کیفیت بقایا نیز که بیانگر نسبت مواد گیاهی تجزیه‌پذیر به مواد گیاهی مقاوم است؛ بر اساس مطالعات انجام‌شده در اراضی زراعی معادل ۱/۴۴ تعیین گردید (Shirato and Yokozawa, 2006; Barančíková *et al*., 2010; Coleman and Jenkinson, 2014).

واسنجی و اجرای مدل

جهت به‌کارگیری مدل RothC در هر منطقه جغرافیایی، ابتدا می‌بایست بر اساس اطلاعات منطقه مورد آزمایش، مدل واسنجی گردد (Smith *et al*., 2008). سرعت تجزیه در هر منطقه بر اساس نوع خاک، مقدار رطوبت خاک، دما و نیز وضعیت پوشش گیاهی، با تغییر مقادیر ضرایب تجزیه (*a*، *b* و *c*) ضمن حفظ ساختار درونی مدل و قواعد حاکم بر گردش کربن، اصلاح می‌گردد (Kaonga and Coleman, 2008; Francaviglia *et al*., 2017). داده‌های مخازن کربن به‌طور مستقیم وارد مدل نمی‌شوند و از شبیه‌سازی دوره تعادل چندین هزار ساله تحت شرایط منطقه مورد بررسی به‌دست می‌آیند. دوره تعادل یک خط مبنا برای بررسی اثر شرایط اقلیمی کنونی و اقدامات مدیریتی انجام‌شده بر خاک، ایجاد می‌کند؛ بنابراین برای واسنجی مدل، وجود حداقل یک اندازه‌گیری تاریخی ذخیره کربن آلی خاک در منطقه مورد بررسی لازم است (Coleman and Jenkinson, 1996). در این فرایند، پس از ورود اطلاعات بلندمدت اقلیمی و داده‌های خاکی و مدیریتی، مدل ذخایر کربن خاک را از ۱۰ هزار سال قبل طوری رشد می‌دهد که به میزان ذخیره کربن در سال پایانی تعریف‌شده (در اینجا سال ۱۹۹۲) برساند و خط مبنا دوره تعادل ایجاد گردد. برای این امر میزان کل کربن آلی در سال ۱۹۹۲، با استفاده از معادله (۵) و ماده آلی پایدار اولیه خاک از معادله (۶) محاسبه شد (Falloon *et al*., 1998). در این معادله SOC درصد کربن آلی خاک، BD جرم مخصوص ظاهری، D عمق نمونه‌برداری و G درصد حجمی سنگریزه بزرگ‌تر از دو میلی‌متر است.

$$TOC\ (t\ ha^{-1}) = SOC(\%) \times BD\ (g\ cm^{-3}) \times D(cm) \times (1-G) \quad (۵)$$

$$IOM = 0.049\ TOC^{1.139} \quad (۶)$$

پس از اجرای مدل در حالت تعادل و با نقطه پایانی سال ۱۹۹۲ (جدول ۳)؛ خروجی‌های مدل مورد بازبینی قرار گرفت و مقدار کربن ورودی از طریق بقایای گیاهی به‌طور مکرر تصحیح و نتایج مدل در هر بار اجرا بررسی شد تا مقدار ذخیره کربن آلی خاک شبیه‌سازی‌شده به‌وسیله مدل با مقدار ذخیره کربن آلی خاک اندازه‌گیری شده در این سال برابر گردد (Farina *et al*., 2017; Francaviglia *et al*., 2017). سپس با ساخت سناریوهای متوالی بر پایه اطلاعات خاک، مدیریت اراضی و اطلاعات اقلیمی، مدل اجرا و خروجی‌های آن ثبت شد تا مدل اعتبارسنجی گردد.

اعتبارسنجی مدل

جهت اعتبارسنجی مدل، مقادیر کل کربن آلی اندازه‌گیری شده، با مقادیر جفتی شبیه‌سازی‌شده به‌وسیله مدل از شاخص‌های آماری ضریب تبیین[1]، ریشه میانگین مربعات خطا[2]، میانگین مطلق خطا[3]، تفاوت میانگین[4] و شاخص کارایی[5] مدل استفاده شد (Smith and Smith, 2007). ضریب تبیین (ضریب تعیین) نسبتی از واریانس کل داده‌های مشاهده شده است که به‌وسیله مقادیر شبیه‌سازی‌شده بیان می‌شود و از معادله (۷) به‌دست می‌آید. ریشه میانگین مربعات خطا از معادله (۸) و مقدار میانگین مطلق خطا از معادله (۹) محاسبه می‌شود. تفاوت میانگین و شاخص کارایی مدل به ترتیب از معادله‌های (۱۰) و (۱۱) به دست می‌آیند؛ که هرچه شاخص کارایی مدل به یک نزدیک‌تر باشد، مدل عملکرد بهتری داشته است (Paul *et al*., 2003).

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^{n}(Si-\bar{O})(Oi-\bar{O})\right]^2}{\sum_{i=1}^{n}(Si-\bar{S})^2 \ \sum_{i=1}^{n}(Oi-\bar{O})^2} \quad (۷)$$

$$RMSE = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n}(Si - Oi)^2\right]^{\frac{1}{2}} \quad (۸)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^{n}|Oi-Si|}{n} \quad (۹)$$

$$MD = \frac{\sum_{i=1}^{n}(Oi-Si)}{n} \quad (۱۰)$$

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^{n}(Oi-\bar{O})^2 - \sum_{i=1}^{n}(Si-Oi)^2}{\sum_{i=1}^{n}(Oi-\bar{O})^2} \quad (۱۱)$$

در این روابط Si بیانگر مقادیر شبیه‌سازی‌شده، Oi مقادیر مشاهده‌شده، $\bar{O}$ میانگین مقادیر مشاهده‌شده، $\bar{S}$ میانگین مقادیر شبیه‌سازی‌شده و n تعداد مشاهده‌ها است.

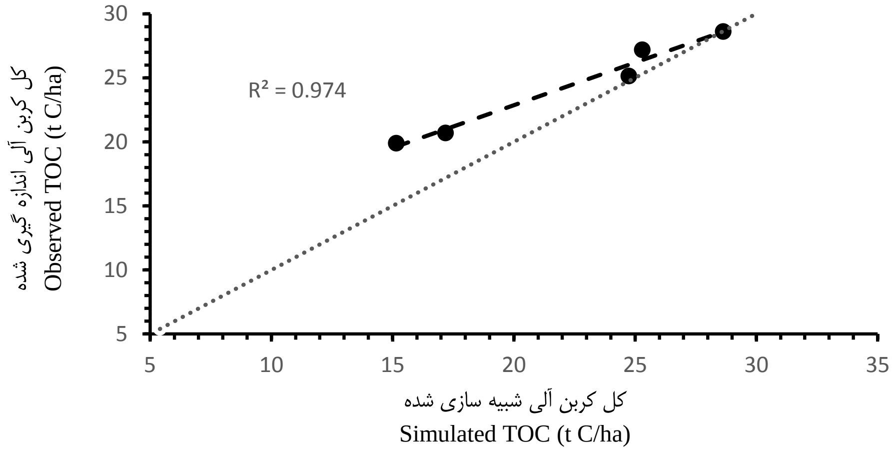
1- Coefficient of determination, R2
2- Root Mean Square Error, RMSE
3- Mean Absolute Error, MAE
4- Mean Difference, MD
5- Model Efficiency, EF

نتایج و بحث

محاسبه درصد تغییرات کربن آلی بوم نظام زراعی موردمطالعه از معادله (۱۲) بیانگر کاهش ۱۱ درصدی ذخیره کربن آلی خاک منطقه در مدت مورد بررسی است.

$$\text{درصد تغییرات ذخیره کربن آلی} = 100 \times \frac{(\text{ذخیره کربن آلی 2020} - \text{ذخیره کربن آلی 1992})}{\text{ذخیره کربن آلی 1992}} \quad (۱۲)$$

عوامل کاهنده کربن آلی خاک در دو دسته عوامل افزایش‌دهنده سرعت تجزیه کربن آلی خاک و عوامل کاهش‌دهنده ورود مواد آلی به خاک، طبقه‌بندی می‌شوند (Navarro-Pedreño *et al.*, 2021). در بوم‌نظام‌های زراعی عملیات خاک‌ورزی با شکافتن خاک و تسریع ورود اکسیژن به خاک، موجب افزایش سرعت تجزیه کربن آلی و تنفس هتروتروفیک خاک می‌گردد؛ همچنین برداشت محصول و خروج بقایای گیاهی از سطح خاک، کاهش کربن ورودی به بوم‌نظام را در پی دارد.



شکل ۲- همبستگی بین میانگین ذخایر کل کربن آلی اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی‌شده به‌وسیله مدل RothC

Figure 2- Correlation between mean total organic carbon stocks observed and simulated by RothC

نتایج اعتبارسنجی مدل که با مقایسه بین مقادیر کل کربن آلی اندازه‌گیری شده و مقادیر جفتی شبیه‌سازی‌شده به‌وسیله مدل، انجام شد؛ نشانگر قابلیت به‌کارگیری مدل رتامستد در برآورد وضعیت تجزیه و ترسیب کربن آلی خاک اقلیم سرد و نیمه‌خشک اراضی زراعی استان خراسان رضوی است. معادله رگرسیون خطی بین مقادیر کل کربن آلی اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی‌شده در شکل ۲ نشان داده شده است. ضریب تبیین که معیار سنجش میزان برازش مدل است؛ برابر ۰/۹۷ محاسبه شد. به‌طورمعمول ضریب تبیین بالاتر از ۶۰ درصد، بیانگر کارآمدی مدل در تخمین تغییرات متغیر وابسته نسبت به متغیر مستقل است و نسبت به سایر شاخص‌های آماری، معیار استانداردتری برای ارزیابی اعتبار مدل‌ها در هر حوزه علمی است (Chicco *et al.*, 2021). ریشه میانگین مربعات خطا نیز برابر ۲/۷۸ محاسبه شد. کمترین مقدار ممکن برای این شاخص صفر است؛ که بیانگر عدم وجود تفاوت بین مقادیر اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی‌شده می‌باشد و بسته به حدود اعداد، چنانچه کمتر از ۱۰ باشد مدل کارایی قابل قبولی داشته است (Smith *et al.*, 1996). میانگین مطلق خطا که بیانگر تفاوت بین مقادیر اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی‌شده است؛ معادل ۲/۳۳ به دست آمد. تفاوت میانگین نیز معادل ۲/۱۱ محاسبه شد که هرچه این شاخص به صفر نزدیک‌تر باشد؛ بیانگر خطای پایین‌تری بین مقادیر شبیه‌سازی‌شده و اندازه‌گیری شده است (Smith and Smith, 2007). در نهایت شاخص کارایی برابر ۰/۷۰ به‌دست آمد که بیانگر برازش مناسب مدل است.

اعتبارسنجی مدل RothC در برخی بوم‌نظام‌های زراعی اقلیم‌های نیمه‌خشک جهان نیز انجام شده است؛ از جمله در فوجا[1] ایتالیا با میانگین کربن آلی خاک ۱/۵ درصد، میانگین سالانه دما ۱۵/۸ درجه سلسیوس و میانگین بارندگی و تبخیر سالانه به ترتیب ۵۲۶ و ۱۱۱۹ میلی‌متر (Borrelli et al, 2011)؛ ساراگوسا[2] اسپانیا با کربن آلی ۱/۱ درصد، دما ۱۵ درجه سلسیوس و بارندگی و تبخیر به ترتیب ۳۱۷ و ۷۹۶ میلی‌متر (Alvaro-Fuentes *et al.*, 2009)؛ کوردوبا[3] اسپانیا با کربن آلی ۰/۶ درصد، دما ۱۷/۷ درجه سلسیوس و بارندگی و تبخیر به ترتیب ۵۳۵ و ۱۰۵۳ میلی‌متر (Lopez-Bellido *et al.*, 2010) و تل‌هادیا[4] سوریه با ۰/۸ درصد کربن آلی، دما ۱۷/۵ درجه سلسیوس و بارندگی و تبخیر به ترتیب ۳۲۸ و ۱۲۹۹ میلی‌متر (Jenkinson *et al.*, 1999)؛ که نتایج اعتبارسنجی مدل رتامستد در این مناطق حاکی از قابلیت نسبی به‌کارگیری مدل در این شرایط اقلیمی و منطقه‌ای

1- Foggia
2- Zaragoza
3- Cordoba
4- Tel Hadya

بوده است. چنان‌که مقدار ریشه میانگین مربعات خطا در این مناطق بین ۲/۳ تا ۶/۵، مقدار تفاوت میانگین بین ۱/۵۷ تا ۴/۱۷ و شاخص کارایی مدل بین ۰/۴۵ تا ۰/۹۵ گزارش شد (Farina *et al*., 2013). مطالعات انجام‌شده در بوم‌نظام‌های مرتعی اقلیم نیمه‌خشک ایران نیز بیانگر اعتبار مدل RothC در این نواحی است؛ در اراضی مرتعی سربیشه خراسان جنوبی با میانگین کربن آلی ۰/۲ درصد، دما حدود ۱۶/۳ درجه سلسیوس، بارندگی کمتر از ۲۰۰ میلی‌متر و تبخیر حدود ۲۶۰۰ میلی‌متر (اطلاعات اقلیمی برآورد شده است)؛ مقدار ضریب تبیین معادل ۰/۹۸ و شاخص کارایی مدل نیز معادل ۰/۹۸ به‌دست آمد (Fallahi *et al*., 2013). همچنین در اراضی مرتعی باجگاه استان فارس با کربن آلی حدود ۱/۴ درصد، میانگین دما ۱۳/۴ درجه سلسیوس و بارندگی و تبخیر به ترتیب ۳۸۸ و ۶۴۳ میلی‌متر، مقدار ضریب تبیین برابر ۰/۹۹، ریشه میانگین مربعات خطا معادل ۴/۲۹، میانگین مطلق خطا برابر ۰/۹۹ و تفاوت میانگین معادل ۰/۹۲ محاسبه شد (Azad and Afzali, 2019).

تغییرات اقلیمی منطقه

برای تحلیل تغییرات اقلیمی منطقه طی چهار دهه گذشته، میانگین دما و بارندگی تربت‌حیدریه در دهه‌های ۶۰ شمسی (دوره آماری ۱۹۸۱ تا ۱۹۹۰) و ۹۰ شمسی (۲۰۱۱ تا ۲۰۲۰) مقایسه شدند. فرض نرمال بودن توزیع داده‌ها با آزمون کولموگروف-اسمیرنف بررسی شد و از آزمون تی مستقل برای مقایسه بین گروهی استفاده شد. نتایج نشان داد که میانگین دمای تربت‌حیدریه از ۱۴ درجه سلسیوس در دهه ۶۰ شمسی به ۱۴/۷ درجه سلسیوس در دهه ۹۰ افزایش معنی‌داری داشته است. میانگین بارندگی نیز طی همین بازه زمانی از ۲۴۵ میلی‌متر به ۲۳۵ میلی‌متر کاهش غیر معنی‌داری داشته است (جدول ۴). اگرچه وقوع دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی باعث می‌شود مقایسه میانگین دهه‌ها گویای میزان تغییرات نباشد؛ اما به‌طورکلی روند دمای تربت‌حیدریه طی چهار دهه گذشته افزایشی و روند بارش کاهشی بوده است.

مطالعه اثر تغییرات اقلیمی بر متغیرهای بارش، دما و تبخیر و تعرق در دوره آماری ۲۰۱۰ تا ۲۰۹۹ میلادی با استفاده از برونداد ریزگردانی شده دو مدل گردش عمومی NCAR-PCM و GFDL-CM نشان داده است که تربت‌حیدریه تا پایان قرن جاری، ۳/۶+ درجه سلسیوس افزایش دما، ۰/۵- میلی‌متر کاهش بارندگی و به میزان ۹/۳+ درصد افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل، نسبت به دوره پایه (۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰) را تجربه خواهد کرد (Babaeian and Kouhi, 2012). ازاین‌رو ضمن لحاظ کردن تغییرات اقلیمی در محاسبه ضرایب تصحیح a و b، میزان انتشار تجمعی کربن دی‌اکسید و مقدار ذخایر کربن آلی خاک منطقه در شرایط اقلیمی فعلی و در شرایط وقوع تغییرات اقلیم تا سال ۲۰۹۹، مدل‌سازی و مقایسه شدند.

نتایج نشان داد که افزایش مقدار دما منجر به افزایش ضریب a به میزان ۲/۲۰ درصد، نسبت به شرایط عدم‌تغییر اقلیم خواهد شد (جدول ۵). ضریب تصحیح دما با افزایش یا کاهش میانگین سالانه دما منطقه به‌ترتیب افزایش و کاهش می‌یابد (Farina *et al*., 2013). افزایش ضریب تصحیح a بیانگر افزایش سرعت تجزیه مواد آلی خاک است (Barančíková *et al*., 2010) بنابراین منجر به کاهش محتوی کربن آلی خاک می‌شود که شدت این کاهش در مناطق مرطوب بیشتر از نواحی خشک است (Lal, 2013). در نواحی خشک به‌واسطه فراهم نبودن شرایط برای زیست‌توده خاک، سرعت تجزیه ترکیبات کربن‌دار کاهش می‌یابد.

با اعمال میزان کاهش بارش و افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل در نتیجه تغییرات اقلیمی آینده تربت‌حیدریه، مقدار عددی ضریب تصحیح b نیز ۰/۲۳ درصد نسبت به شرایط اقلیمی کنونی، کاهش نشان داد. این شاخص بیانگر وضعیت رطوبت خاک است؛ که مقدار آن بین حداقل ۰/۲ و حداکثر ۱ متغیر می‌باشد. ضریب تصحیح b برابر با ۱، یعنی هیچ محدودیتی از نظر رطوبت برای تجزیه وجود ندارد و معادل نقطه ظرفیت زراعی است. ظرفیت زراعی مقدار آبی است که پس از خروج آب ثقلی در خاک نگهداری می‌شود و بیانگر حد بالای آب قابل‌استفاده است (Klute, 1986). با خروج آب ثقلی و شروع خشک شدن خاک، مقدار ضریب b به‌صورت خطی تا ۰/۲ (b_{min}) و رسیدن به حد پایین آب قابل‌استفاده کاهش می‌یابد.

جدول ۴- مقایسه میانگین‌های دما و بارندگی سالانه تربت‌حیدریه در دهه‌های ۶۰ و ۹۰ شمسی

Table 4- Comparisons of annual average temperature and precipitation at Torbat-E Heydariyeh in 60s and 90s (p-value=0.05)

	آماره t t	درجه آزادی df	سطح معنی‌داری Sig.	اختلاف میانگین Mean Difference	فاصله اطمینان ۹۵ درصد 95% Confidence Interval of the Difference کران پایین Lower	کران بالا Upper
دما Temperature	-2.632	18	0.017	0.725	-1.303	-0.146
بارندگی Precipitation	0.273	18	0.788	9.565	-64.157	83.28707

جدول ۵- ضرایب تصحیح دما و رطوبت مدل در شرایط اقلیمی کنونی و وقوع تغییرات اقلیمی
Table 5- The rate modifying factors for temperature and moisture under current climate and climate change

	ضریب تصحیح دما Rate modifying factor for temperature (a)		ضریب تصحیح رطوبت Rate modifying factor for moisture (b)	
	اقلیم کنونی Current climate	تغییرات اقلیمی Climate change	اقلیم کنونی Current climate	تغییرات اقلیمی Climate change
ژانویه Jan	0.198	0.215	1	1
فوریه Feb	0.350	0.375	1	1
مارچ Mar	0.907	0.947	1	1
آپریل Apr	1.921	1.973	0.2	0.2
می May	3.004	3.062	0.2	0.2
ژوئن Jun	3.996	4.056	0.2	0.2
جولای Jul	4.324	4.383	0.2	0.2
آگوست Aug	3.984	4.044	0.2	0.2
سپتامبر Sep	3.151	3.210	0.2	0.2
اکتبر Oct	1.975	2.028	0.2	0.2
نوامبر Nov	0.901	0.941	0.2	0.2
دسامبر Dec	0.351	0.375	0.645	0.629
متوسط Average	2.088	2.134	0.437	0.436

مدل‌سازی پویایی ذخایر کربن آلی خاک تحت سناریوهای تغییرات اقلیمی

سرعت تجزیه در مدل رتامستد بر اساس ضرایب تجزیه a و b و c مدل، برای هر شرایط اقلیمی تغییر می‌کند (Kaonga and Coleman, 2008; Francaviglia *et al*., 2017). نتایج حاصل از شبیه‌سازی تغییرات اقلیمی نشان داد که در بین چهار مخزن فعال کربن آلی خاک، مواد گیاهی مقاوم با ۲/۷۲ درصد تغییر در سناریو وقوع تغییرات اقلیمی، بیشترین تغییر مقدار را نشان می‌دهد (جدول ۶). چنان‌که مقدار آن از ۷/۰۸۲ تن بر هکتار در شرایط اقلیمی کنونی، به ۶/۸۹ تن بر هکتار در وضعیت تغییرات اقلیمی کاهش یافت. به‌طورکلی مواد گیاهی مقاوم سهم بیشتری از ذخایر کل کربن آلی خاک را نسبت به مواد گیاهی تجزیه‌پذیر دارند و در مناطقی که مقدار کمی بقایای گیاهی تازه به خاک افزوده می‌شود، سهم مواد گیاهی مقاوم بیشتر می‌شود (Anderson, 2003). در بوم‌نظام نیمه‌خشک مناطق مطالعاتی، از یک‌سو دمای زیاد موجب افزایش سرعت تجزیه و از سوی دیگر کاهش نزولات موجب کاهش ورودی کربن به خاک می‌گردد. اگرچه کاهش سرعت تجزیه ریزجانداران خاکزی را نیز در پی دارد.

مدل‌سازی اثر تغییرات اقلیمی در اراضی زراعی ایتالیا هم کاهش ذخایر کربن آلی را نشان داد (Mondini *et al*., 2012; Francaviglia *et al*., 2013). تحقیقات انجام‌شده در شرایط آزمایشگاهی، بر ثابت‌های سرعت تجزیه مخازن کربن آلی مدل در خاک‌های کوددهی شده، نشان داد که استفاده از ثابت سرعت تجزیه ۰/۴ در سال، برای مخزن مواد گیاهی مقاوم نسبت به ثابت تعریف‌شده در مدل رتامستد (۰/۳ در سال) منجر به همبستگی قوی‌تری (R^2=۰/۹۹۵) بین مقادیر اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی‌شده می‌شود (Mondini *et al*., 2017). اگرچه مقایسه مقادیر ذخایر کربن آلی اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی‌شده مدل در اراضی کشاورزی دو منطقه با اقلیم متفاوت استرالیا (کوئینزلند در شمال شرقی و تارلی در جنوب استرالیا) نشان داد که چنانچه ضریب ثابت سرعت تجزیه مواد گیاهی مقاوم از ۰/۳ به ۰/۱۵ در سال کاهش یابد، نتایج همخوان‌تر خواهند شد (Skjemstad *et al*., 2004).

جدول ۶- تغییرات ذخایر کربن آلی خاک در شرایط تغییر اقلیم و عدم وقوع تغییر اقلیم

Table 6- Changes in soil organic carbon stocks under current climate condition and climate change

تغییرات اقلیمی Climate change				اقلیم کنونی Current climate			
HUM	BIO	RPM	DPM	HUM	BIO	RPM	DPM
29.0721	0.9878	6.8894	0.3152	29.3762	1.0132	7.0819	0.3230

یکی دیگر از مخازن کربن آلی خاک مدل، مواد گیاهی تجزیه‌پذیر است. بخشی از مواد گیاهی که به آسانی تجزیه‌شده، به تغییرات محیطی حساس بوده و به‌عنوان منابع سهل‌الوصول و قابل‌دسترس ریزجانداران خاکزی، نرخ گردش نسبتاً سریعی در خاک دارند (Schmidt *et al.*, 2011). به‌طوری‌که این ترکیبات ناپایدار کربن آلی برای ۰/۱۷ سال در خاک باقی می‌مانند (González-Molina *et al.*, 2011). نتایج نشان داد که افزایش دما و تبخیر و تعرق پتانسیل و کاهش بارندگی در اثر تغییرات اقلیمی، موجب کاهش موجودی بخش مواد گیاهی تجزیه‌پذیر به میزان ۲/۴۱ درصد در مقایسه با مقدار آن در شرایط اقلیمی کنونی می‌گردد (جدول ۶). به‌طورکلی این مواد سهم کمی از میزان کل کربن فعال خاک را دارند و در طی سال‌های موردمطالعه نیز تغییرات قابل‌ملاحظه‌ای نداشتند. بااین‌وجود مواد گیاهی تجزیه‌پذیر در تغذیه ریزجانداران خاکزی، آزادسازی عناصر غذایی و کمک در پویایی چرخه کربن، اهمیت انکارناپذیری دارند (Lal, 2004).

زیست‌توده میکروبی نیز از دیگر ذخایر فعال کربن در مدل رتامستد است که سرعت بازگشت آن ۱/۶۹ سال ارزیابی شده است (González-Molina *et al.*, 2011). زیست‌توده میکروبی واسطه تجزیه مواد آلی خاک هستند و مقدار کربنی که در طی تنفس میکروبی تجزیه می‌شود به شکل کربن دی‌اکسید از خاک منتشر می‌شود. در مقیاس جهانی سالانه ۶۸ تا ۹۸ پتاگرم کربن از خاک به اتمسفر ساطع می‌شود که این دومین جریان بزرگ کربن بین بوم‌نظام‌ها و هواکره است (Bond-Lamberty and Thomson, 2010). زیست‌توده خاک به‌عنوان شاخصی از پویایی مواد آلی خاک شناخته می‌شوند و به جهت تأثیرپذیری زیادی که از محیط پیرامون خود دارند در برخی موارد، قبل از بروز تغییرات قابل‌تشخیص در ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک، تغییر در جمعیت میکروبی خاک و یا فعالیت آن‌ها می‌تواند به‌عنوان نشانه‌های اولیه بهبود وضعیت خاک و یا علائم هشداردهنده تخریب زودهنگام خاک باشد (Inubushi *et al.*, 2011). مطالعه اثر افزایش دما بر زیست‌توده میکروبی خاک در جنگل‌های اتریش نشان داد که افزایش دما تا چهار درجه سلسیوس بر ترکیب جامعه میکروبی تأثیری نداشت اما فعالیت متابولیک میکروبی و تجزیه کربن آلی به ازای هر مقدار از زیست‌توده میکروبی، به‌طور قابل‌توجهی افزایش می‌یابد (Schindlbacher *et al.*, 2011). مدل‌سازی تغییرات اقلیمی منطقه موردمطالعه نشان داد که افزایش دما و کاهش بارندگی، موجب کاهش زیست‌توده میکروبی به میزان ۲/۵۱ درصد در مقایسه با مقدار آن در صورت ادامه شرایط اقلیمی کنونی می‌گردد. مطالعات انجام‌شده در بوته‌زارهای اروپا نیز حاکی از آن است که خشکی ایجادشده در شرایط تغییر اقلیم، موجب کاهش جریان کربن از ریشه به سمت خاک، کاهش فراهمی مواد مغذی در فضای ریزوسفری و در نتیجه کاهش زیست‌توده میکروبی خاک می‌گردد (Gorissen *et al.*, 2004).

بر اساس نتایج شبیه‌سازی‌شده مدل، تأثیر تغییرات اقلیمی بر میزان مواد آلی هوموسی‌شده که یکی دیگر از ذخایر کربن مدل می‌باشد نیز منفی بوده است. به‌طوری‌که مقدار آن در پی اعمال سناریوهای تغییر اقلیم، ۱/۰۴ درصد نسبت به شرایط عدم‌تغییر اقلیم، کاهش یافت. هوموس حاصل آخرین مراحل تجزیه ماده آلی خاک است؛ بنابراین در برابر تجزیه به نسبت مقاوم است (Lefèvre *et al.*, 2017). سرعت بازگشت این مخزن ۴۹/۵ سال است (González-Molina *et al.*, 2011). ازاین‌رو با داشتن کندترین سرعت بازگشت، در شبیه‌سازی کاهش بارندگی و افزایش دما، کمترین درصد کاهش را نسبت به سایر ذخایر فعال کربن آلی مدل نشان داد؛ اما ازآنجاکه هوموس بیشترین سهم را از ذخیره کل کربن آلی خاک دارد (بیش از ۷۰ درصد)، حتی تغییرات کوچک این بخش هم بر محتوی کربن خاک تأثیرگذار است. افزایش ۵ تا ۱۵ درجه سلسیوس دما به مدت ۱۴ هفته در شرایط آزمایشگاهی، نشانگر افزایش سرعت تنفس هوموس در شرایط افزایش دما بوده است (Niklińska *et al.*, 1999). اگرچه این مقوله بستگی به شرایط اقلیمی منطقه نیز دارد؛ مطالعات انجام‌شده بر روی تأثیر تغییرات اقلیمی بر خاک مناطق وسیعی از سیبری روسیه نشان داد که افزایش دما طی سال‌های ۱۹۱۹ تا ۲۰۱۸ منجر به افزایش ذخیره هوموس خاک اقلیم بسیار سرد این منطقه شده است (Shpedt *et al.*, 2019). بررسی اثر تغییرات اقلیمی آینده (۲۰۲۱ تا ۲۰۶۰) بر ذخایر کربن آلی خاک اندازه‌گیری شده و پیش‌بینی‌شده به‌وسیله مدل رتامستد در علفزارهای ایرلند نشان داد که با سناریوی افزایش دما و کاهش بارندگی، میزان کل ذخایر کربن آلی کاهش می‌یابد. در این مطالعه همچنین، بین ذخایر اندازه‌گیری شده کربن آلی و مقادیر برآورد شده به‌وسیله مدل در بخش‌های زیست‌توده میکروبی

و مواد آلی هوموسی‌شده همبستگی قوی مشاهده شد؛ اما در بخش‌های مواد گیاهی تجزیه‌پذیر و مواد گیاهی مقاوم همبستگی ضعیف‌تری گزارش شد (Xu *et al.*, 2011).

مخزن ماده آلی پایدار، بخش کوچکی از کل کربن آلی خاک را تشکیل می‌دهد که برای زیست‌توده خاک غیرقابل‌دسترس است؛ ازاین‌رو در مقیاس‌های زمانی معمول مطالعاتی، تجزیه‌ناپذیر به‌شمار می‌آید (Kolosz *et al.*, 2019). متوسط دوره رکود این مخزن ۵۰۰۰۰ سال تعیین شده است؛ بنابراین مقدار آن در بازه زمانی کوتاه تغییری نمی‌کند (González-Molina *et al.*, 2011; Sakurai *et al.*, 2012). این ذخیره کربنی مدل دربرگیرنده بخشی کوچک، پایدار و از نظر زیستی راکد کربن خاک بوده که معادل کربن سیاه مشتق از تجزیه حرارتی هیدروکربن‌ها و زغال چوب در نظر گرفته می‌شود و به میزان بسیار ناچیزی از تغییرات محیطی تأثیر می‌پذیرد (Kolosz *et al.*, 2019). مطالعه اثر تغییرات دما در جنوب شرقی امریکا بر میزان ذخایر کربن نیز نشان داد که بخش غیرفعال کربن آلی در طی شبیه‌سازی تغییری نکرده است و سهم آن در تغییرات ذخیره کل کربن آلی خاک قابل‌چشم‌پوشی است (Luxmoore *et al.*, 2008).

میزان کل کربن آلی خاک در اجرای مدل تحت سناریوهای تغییرات اقلیمی تا سال ۲۰۹۹ میلادی، نسبت به سناریوهای شرایط اقلیمی فعلی، ۱/۳۲ درصد کاهش نشان داد. در طول دو دهه گذشته پژوهشگران متعددی با بررسی اثرات تغییرات اقلیمی بر خاک، کاهش کربن آلی خاک نسبت به سطوح تاریخی خود در ۵۰ یا ۶۰ سال قبل را گزارش کرده‌اند (Baveye *et al.*, 2020). دراین‌بین مطالعات انجام‌شده با استفاده از مدل رتامستد نیز افزایش دمای محیط در شرایط تغییر اقلیم را باعث افزایش سرعت تجزیه مواد آلی در محیط خاک و در نتیجه افزایش تلفات کربن آلی از خاک و کاهش میزان ترسیب کربن و افزایش انتشار کربن دی‌اکسید عنوان کرده‌اند (Barančíková *et al.*, 2010; Mondini *et al.*, 2012; Francaviglia *et al.*, 2013; Muñoz-Rojas *et al.*, 2017). البته افزایش دما باعث افزایش تولید خالص اولیه[1] (NPP) بومظام که نشان‌دهنده میزان کربن تثبیت‌شده طی فرآیند فتوسنتز در اندام‌های هوایی و زیرزمینی گیاه است؛ نیز می‌گردد (Bolinder *et al.*, 2007). به‌طورکلی، با افزایش دما، سرعت تجزیه کربن آلی خاک افزایش می‌یابد؛ که این سرعت در دماهای پایین بیشتر بوده و با بالا رفتن دما، نرخ سرعت تجزیه کاهش می‌یابد. به این دلیل که در دماهای پایین حساسیت دمایی ترکیبات آلی به‌مراتب بیشتر از حساسیت دمایی تولید خالص اولیه است؛ درحالی‌که در دماهای بالا حساسیت دمایی این دو تقریباً مشابه یکدیگر می‌شود. مطالعات نشان می‌دهد که در اقلیم‌هایی با میانگین دمای سالانه پنج درجه سلسیوس، افزایش تنها یک درجه سلسیوس دما، منجر به از دست دادن بیش از ۱۰ درصد از ذخیره کربن آلی خاک منطقه می‌گردد؛ درحالی‌که همین مقدار افزایش دما در اقلیمی با میانگین دمای ۳۰ درجه، نهایتاً منجر به از دست رفتن سه درصد کربن آلی خاک می‌گردد (Kirschbaum, 1995). محدوده تغییرات کربن آلی در شرایطی که فقط دما تغییر یابد، به‌مراتب کمتر از شرایطی است که هر سه مؤلفه دما، بارندگی و تبخیر دچار تغییر شوند (Wan *et al.*, 2011). مدل‌سازی تغییرات اقلیمی اروپا تا سال ۲۰۸۰ نشان داد که میانگین ذخیره کل کربن آلی مراتع نسبت به سال ۱۹۹۰، به میزان شش درصد کاهش می‌یابد؛ اگرچه افزایش تولید خالص اولیه در نتیجه افزایش دما تا حدودی می‌تواند این کاهش کربن را جبران کند (Smith *et al.*, 2005).

به‌طورکلی با گذشت زمان به‌دلیل تجزیه بخش‌های فعال و سریع تجزیه ماده آلی همچون قندهای ساده و اسیدهای آمینه و کاهش جمعیت هتروتروف خاکزی در نتیجه کم شدن منابع غذایی، سرعت تجزیه کاهش می‌یابد؛ بنابراین نسبت ترکیبات کمپلکس هوموس که مقاومت بالایی در برابر تجزیه نشان می‌دهند، افزایش می‌یابد؛ درنتیجه ماده آلی خاک به تجزیه مقاوم‌تر می‌شود. بررسی اثر تغییرات اقلیمی بر ذخایر کربن آلی خاک در هشت علفزار اروپا نیز کاهش ذخایر کربن آلی با گذشت زمان را نشان داد (Xu *et al.*, 2011).

مدل‌سازی انتشار کربن دی‌اکسید تحت سناریوهای تغییرات اقلیمی

افزایش دما با افزایش حساسیت دمایی ذاتی ساختار مولکولی ماده آلی و افزایش تنفس میکروبی موجب افزایش سرعت تجزیه ماده آلی شده که خود منجر به بازخورد مثبت بین تغییر اقلیم و چرخه کربن خواهد شد و با آزادسازی کربن به اتمسفر گرمایش زیست‌کره را تشدید می‌کند (Sakurai *et al.*, 2012). درعین‌حال باعث افزایش تولید خالص اولیه بومظام شده و میزان کربن آلی برگشتی به خاک از طریق بقایا را افزایش می‌دهد. کاهش بارندگی نیز از سازوکارهای متفاوتی بر این امر اثر می‌گذارد. از یک‌سو با کاهش بارندگی، فعالیت ریزجانداران و تجزیه زیستی کربن کاهش‌یافته، میزان کربن دی‌اکسید خروجی از خاک کم می‌گردد؛ اما از سوی دیگر کاهش بارندگی موجب کاهش درصد پوشش گیاهی و پیرو آن به دام انداختن کربن دی‌اکسید طی فرایند فتوسنتز و انتقال آن به خاک می‌گردد. نتایج نشان داد که در اثر افزایش دما و تبخیر و تعرق و کاهش بارندگی تا پایان قرن جاری، میزان انتشار تجمعی کربن دی‌اکسید از خاک در شرایط وقوع تغییرات اقلیمی، ۱/۲۶ درصد نسبت به شرایط اقلیمی فعلی، افزایش خواهد یافت. اگرچه مقدار انتشار کربن دی‌اکسید، بسته به میزان تغییرات اقلیمی، محتوی اولیه کربن آلی خاک و نحوه مدیریت اراضی

1- Net Primary Production

زراعی اعم از میزان استفاده از کودهای حیوانی، برگشت بقایا و شخم زمین متفاوت خواهد بود. بررسی اثر تغییرات اقلیمی در استرالیا نیز، روند صعودی انتشار کربن دی‌اکسید از خاک را نشان داد (Martins et al., 2016). به‌کارگیری مدل رتامستد در مطالعه اثر تغییرات اقلیمی بر روی ذخایر کربن آلی خاک و انتشار کربن دی‌اکسید در روسیه و اکراین (Smith et al., 2007) علفزارهای ایرلند (Xu et al., 2011) و استان فوجا ایتالیا (Francaviglia et al., 2012; Bleuler et al., 2017; Farina et al., 2017) نشان داد که با افزایش دما، سرعت تجزیه و به دنبال آن میزان معدنی شدن ماده آلی افزایش‌یافته؛ در نتیجه هدرروی کربن به‌صورت انتشار کربن دی‌اکسید از خاک گسترش می‌یابد.

نتیجه‌گیری

نتایج اعتبارسنجی مدل رتامستد در بوم‌نظام زراعی اقلیم سرد و نیمه‌خشک خراسان رضوی، بیانگر قابلیت این مدل در شبیه‌سازی صحیح الگوی تغییرات ذخایر کم کربن آلی خاک منطقه است؛ بنابراین مدل رتامستد برای پیش‌بینی تغییرات ذخایر کربن آلی خاک بوم‌نظام زراعی موردمطالعه، تحت تأثیر تغییرات مدیریتی و اقلیمی مناسب و قابل‌اعتماد است. این امر در انتخاب روش‌های مدیریتی برتر در اراضی زراعی که تلاش برای دستیابی به بیشترین عملکرد محصول به‌طورمعمول با استفاده فرسایشی از این اراضی همراه است؛ اهمیت بیشتری می‌یابد. نتایج همچنین نشانگر کاهش بارندگی و افزایش معنی‌دار دمای منطقه طی ۴۰ سال گذشته (دوره آماری ۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰) است؛ که مدل‌سازی تغییرات اقلیمی آینده نیز مبین ادامه روند کنونی می‌باشد. بررسی تأثیر توأمان افزایش دما و تبخیر و تعرق پتانسیل و کاهش بارندگی بر میزان انتشار کربن دی‌اکسید و تغییرات ذخایر کربن آلی خاک در بوم‌نظام زراعی جلگه‌رخ، نشانگر کاهش ذخایر کربن آلی خاک به میزان ۱/۳۲ درصد و افزایش انتشار تجمعی کربن دی‌اکسید از خاک به میزان ۱/۲۶ درصد، نسبت به شرایط اقلیمی کنونی است؛ اما افزایش یا کاهش کربن آلی در پاسخ به تغییرات اقلیمی کماکان یک سؤال جهانی است. دما و بارندگی هریک به‌نوبه خود اثرات متفاوت و بعضاً متناقضی بر افزایش یا کاهش ذخایر کربن آلی خاک می‌گذارند. همچنین روش‌های مدیریت خاک به‌ویژه در اراضی زراعی، ممکن است اثراتی به‌مراتب چشمگیرتر از تغییرات اقلیمی بر میزان ترسیب یا تجزیه کربن آلی خاک و به‌تبع آن میزان انتشار کربن دی‌اکسید از خاک داشته باشند؛ بنابراین پیشنهاد می‌گردد با اعتبارسنجی مدل رتامستد در بوم‌نظام‌های مختلف کشور و حصول اطمینان از درستی پیش‌بینی‌های ارائه‌شده توسط مدل، تأثیر تغییرات اقلیمی و روش‌های مدیریتی مختلف بر ذخایر کربن آلی خاک مناطق بررسی گردد؛ تا بدین‌وسیله تدابیری برای حفظ و ترسیب ذخایر اندک کربن آلی خاک‌های کشور اتخاذ گردد.

منابع

1. Alvaro-Fuentes, J., Lopez, M.V., Arrue, J.L., Moret, D., & Paustian, K. (2009). Tillage and cropping effects on soil organic carbon in Mediterranean semiarid agroecosystems: testing the Century model. *Agriculture, Ecosystems and Environment 134*(3-4): 211-217. https://doi.org/10.1016/j.agee.2009.07.001.
2. Anderson, T.H. (2003). Microbial eco-physiological indicators to asses soil quality. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 98: 285-293. https://doi.org/10.1016/S0167-8809(03)00088-4.
3. Azad, B., & Afzali, S.F. (2019). Evaluation of two soil carbon models performance using measured data in semi-arid rangelands of Bajgah, Fars province. *Iranian Journal of Soil and Water Research* 50: 819-835. (In Persian with English abstract). 10.22059/ijswr.2018.264873.668001.
4. Babaeian, I., & Kouhi, M. (2012). Agroclimatic indices assessment over some selected weather stations of Khorasan Razavi province under climate change scenarios. *Journal of Water and Soil* 26: 953-967. (In Persian with English abstract).
5. Barančíková, G., Halas, J., Guttekova, M., Makovnikova, J., Novakova, M., Skalský, R., & Tarasovičová, Z. (2010). Application of RothC model to predict soil organic carbon stock on agricultural soils of Slovakia. *Soil and Water Research* 5: 1-9.
6. Batjes, N.H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science* 47: 151-163. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1996.tb01386.x.
7. Baveye, P.C., Schnee, L.S., Boivin, P., Laba, M., & Radulovich, R. (2020). Soil organic matter research and climate change: merely re-storing carbon versus restoring soil functions. *Frontiers in Environmental Science* 8: 579904. https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.579904.
8. Bleuler, M., Farina, R., Francaviglia, R., di Bene, C., Napoli, R., & Marchetti, A. (2017). Modelling the impacts of different carbon sources on the soil organic carbon stock and CO_2 emissions in the Foggia province (Southern Italy). *Agricultural Systems* 157: 258-268. https://doi.org/10.1016/j.agsy.2017.07.017.

9. Bolinder, M., Janzen, H., Gregorich, E., Angers, D., & VandenBygaart, A. (2007). An approach for estimating net primary productivity and annual carbon inputs to soil for common agricultural crops in Canada. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 118: 29-42. https://doi.org/10.1016/j.agee.2006.05.013.

10. Bond-Lamberty, B., & Thomson, A. (2010). Temperature-associated increases in the global soil respiration record. *Nature* 464: 579-582. https://doi.org/10.1016/j.agee.2006.05.013.

11. Chicco, D., Warrens, M.J., & Jurman, G. (2021). The coefficient of determination R-squared is more informative than SMAPE, MAE, MAPE, MSE and RMSE in regression analysis evaluation. *PeerJ Computer Science* 7: e623. https://doi.org/10.7717/peerj-cs.623.

12. Borrelli, L., Colecchia,S., Troccoli, A., Caradonna, S., Papini, R., Ventrella, D., Dell Abate, M, T., & Farina, R. (2011). Effectiveness of the GAEC standard of cross compliance crop rotations in maintaining organic matter levels in soil. *Italian Journal of Agronomy* 6: 57-62. https://doi.org/10.4081/IJA.2011.6.S1.E8.

13. Coleman, K., & Jenkinson, D. (1996). RothC-26.3-A Model for the turnover of carbon in soil. In "Evaluation of soil organic matter models", pp. 237-246. *Springer*. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_17.

14. Coleman, K., & Jenkinson, D. (2014). *RothC-A Model for the Turnover of Carbon in Soil-Model description and users guide*. Rothamsted Research, Harpenden, UK.

15. Coleman, K., Jenkinson, D., Crocker, G., Grace, P., Klir, J., Körschens, M., Poulton, P., & Richter, D. (1997). Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using RothC-26.3. *Geoderma* 81: 29-44. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00079-7.

16. Davidson, E.A., & Janssens, I.A. (2006). Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440: 165-173. http://doi.org/10.1038/nature04514.

17. Diele, F., Marangi, C., & Martiradonna, A. (2021). Non-standard discrete RothC Models for doil carbon dynamics. *Axioms* 10: 56. https://doi.org/10.3390/axioms10020056.

18. Dondini, M., Hastings, A., Saiz, G., Jones, M.B., & Smith, P. (2009). The potential of Miscanthus to sequester carbon in soils: comparing field measurements in Carlow, Ireland to model predictions. *Gcb Bioenergy* 1: 413-425. https://doi.org/10.1111/j.1757-1707. 2010.01033.x.

19. Doner, H.E., & Lynn, W.C. (1989). *Carbonate, halide, sulfate and sulfide minerals*. P 279-330. In: Dixon, J. B and Weed, S. B (ed.) Minerals in environments. Second ed. Soil Science Society of Am. Madison, Wis. USA. https://doi.org/10.2136/sssabookser1.2ed.c6.

20. Eswaran, H. (2000). Global carbon stock. Global climate change and pedogenic carbonates, 15-25.

21. Fallahi, J., Rezvani, M.P., Nassiri, M.M., & Behdani, M. (2013). Validation of RothC model for evaluation of carbon sequestration in a restorated ecosystem under two different climatic scenarios. *Journal of Water and Soil* 3: 656-668. (In Persian with English abstract)

22. Falloon, P., Smith, P., Coleman, K., & Marshall, S. (1998). Estimating the size of the inert organic matter pool from total soil organic carbon content for use in the Rothamsted carbon model. *Soil Biology and Biochemistry* 30: 1207-1211. http://doi.10.1016/S0038-0717(97)00256-3.

23. Farina, R., Coleman, K., & Whitmore, A.P. (2013). Modification of the RothC model for simulations of soil organic C dynamics in dryland regions. *Geoderma* 200: 18-30. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.01.021.

24. Farina, R., Marchetti, A., Francaviglia, R., Napoli, R., & Di Bene, C. (2017). Modeling regional soil C stocks and CO_2 emissions under Mediterranean cropping systems and soil types. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 238: 128-141. https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.08.015.

25. Francaviglia, R., Baffi, C., Nassisi, A.L., Cassinari, C., & Farina, R. (2013).Use of the RothC model to simulate soil organic dynamic on a silty loam Inceptisol in northern Italy under different fertilization practices. *Environmental Quality* 11: 17-28. https://dx.doi.org/10.6092/issn.2281-4485/4085.

26. Francaviglia, R., Coleman, K., Whitmore, A.P., Doro, L., Urracci, G., Rubino, M., & Ledda, L. (2012). Changes in soil organic carbon and climate change–Application of the RothC model in agro-silvo-pastoral Mediterranean systems. *Agricultural Systems* 112: 48-54. https://doi.org/10.1016/j.agsy.2012.07.001.

27. Francaviglia, R., Renzi, G., Ledda, L., & Benedetti, A. (2017). Organic carbon pools and soil biological fertility are affected by land use intensity in Mediterranean ecosystems of Sardinia, Italy. *Science of the Total Environment* 599: 789-796. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.021.

28. González-Molina, L., Etchevers-Barra, J., Paz-Pellat, F., Diaz-Solis, H., Fuentes-Ponce, M., Covaleda-Ocon, S., & Pando-Moreno, M. (2011). Performance of the RothC-26.3 model in short-term experiments in Mexican sites and systems. *Agricultural Science* 149: 415-425. https://doi.org/10.1017/S0021859611000232.

29. Gorissen, A., Tietema, A., Joosten, N.N., Estiarte, M., Penuelas, J., Sowerby, A., Emmett, B.A., & Beier, C. (2004). Climate change affects carbon allocation to the soil in shrublands. *Ecosystems* 7: 650-661. https://doi.org/10.1007/s10021-004-0218-4.

30. Guo, Y., Wang, X., Li, X., Wang, J., Xu, M., & Li, D. (2016). Dynamics of soil organic and inorganic carbon in the cropland of upper Yellow River Delta, China. *Scientific Reports* 6: 1-10. https://doi.org/10.1038/srep36105.

31. Inubushi, K., Cheng, W., Mizuno, T., Lou, Y., Hasegawa, T., Sakai, H., & Kobayashi, K. (2011). Microbial biomass carbon and methane oxidation influenced by rice cultivars and elevated CO_2 in a Japanese paddy soil. *European Journal of Soil Science* 62: 69-73. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2010.01323.x.

32. IPCC. (2021). "Climate Change Impacts, the Physical Science Basis".

33. Jenkinson, D.S., Harris, H.C., Ryan, J., McNeill, A.M., Pilbeam, C.J., & Colman, K. (1999). Organic matter turnover in a calcareous clay soil from Syria under a two-course cereal rotation. *Soil Biology and Biochemistry 31*(5): 687-693. https://doi.org/10.1016/S0038-0717(98)00157-6.

34. Jordon, M.W., & Smith, P. (2022). Modelling soil carbon stocks following reduced tillage intensity: A framework to estimate decomposition rate constant modifiers for RothC-26.3, demonstrated in north-west Europe. *Soil and Tillage Research* 222: 105428. https://doi.org/10.1016/j.still.2022.105428.

35. Kaczynski, R., Siebielec, G., Hanegraaf, M.C., & Korevaar, H. (2017). Modelling soil carbon trends for agriculture development scenarios. *Geoderma* 286: 104-115. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.10.026.

36. Kaonga, M., & Coleman, K. (2008). Modelling soil organic carbon turnover in improved fallows in eastern Zambia using the RothC-26.3 model. *Forest Ecology and Management* 256: 1160-1166. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.06.017.

37. Kirschbaum, M.U. (1995). The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology and Biochemistry* 27: 753-760. https://doi.org/10.1016/0038-0717(94)00242-S.

38. Klute, A. (1986). *Water retention: laboratory methods*. Methods of soil analysis: Part 1 Physical and mineralogical methods 632-662. https://doi.org/10.2136/sssabookser5.1.2ed.c26.

39. Kolosz, B.W., Sohi, S.P., & Manning, D. (2019). CASPER: A modelling framework to link mineral carbonation with the turnover of organic matter in soil. *Computers and Geosciences* 124: 58-72. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2018.12.012.

40. Lal, R. (2004). Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science* 304: 1623-1627. https://doi.org/10.1126/science.1097396.

41. Lal, R. (2013). Soil carbon management and climate change. *Carbon Management* 4: 439-462. https://doi.org/10.4155/cmt.13.31.

42. Lefèvre, C., Rekik, F., Alcantara, V., & Wiese, L. (2017). *"Soil organic carbon: the hidden potential,"* Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO).

43. Leifeld, J., Reiser, R., & Oberholzer, H. (2009). Consequences of conventional versus organic farming on soil carbon: results from a 27 ‐ year field experiment. *Agronomy* 101: 1204-1218. https://doi.org/10.2134/agronj2009.0002.

44. Lopez-Bellido, R.J., Fontan, J.M., Lopez-Bellido, F.J., & Lopez- Bellido, L. (2010). Carbon sequestration by tillage, rotation and nitrogen fertilization in a Mediterranean Vertisol. *Agronomy 102*(1): 310-318. https://doi.org/10.2134/agronj2009.0165.

45. Luxmoore, R.J., Tharp, M.L., & Post, W.M. (2008). Simulated biomass and soil carbon of loblolly pine and cottonwood plantations across a thermal gradient in southeastern United States. *Forest Ecology and Management* 254: 291-299. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.08.008.

46. Martins, C.S., Macdonald, C.A., Anderson, I.C., & Singh, B.K. (2016). Feedback responses of soil greenhouse gas emissions to climate change are modulated by soil characteristics in dry land ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry* 100: 21-32. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.05.007.

47. Mansouri, M. (2000). *Reconnaissance survey and land classification of Jolge rokh, Torbat-e Heydariyeh*. Technical

report No 1089 (In Persian).

48. Mondini, C., Cayuela, M.L., Sinicco, T., Fornasier, F., Galvez, A., & Sánchez-Monedero, M.A. (2017). Modification of the RothC model to simulate soil C mineralization of exogenous organic matter. *Biogeosciences* 14: 3274-3253. https://doi.org/10.5194/bg-14-3253-2017.
49. Mondini, C., Coleman, K., & Whitmore, A. (2012). Spatially explicit modelling of changes in soil organic C in agricultural soils in Italy, 2001–2100: Potential for compost amendment. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 153: 24-32. https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.02.020.
50. Muñoz-Rojas, M., Abd-Elmabod, S.K., Zavala, L.M., De la Rosa, D., & Jordán, A. (2017). Climate change impacts on soil organic carbon stocks of Mediterranean agricultural areas: a case study in Northern Egypt. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 238: 142-158. https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.09.001.
51. Navarro-Pedreño, J., Almendro-Candel, M.B., & Zorpas, A.A. (2021). The increase of soil organic matter reduces global warming, myth or reality? *Science* 3: 18. https://doi.org/10.3390/sci3010018.
52. Niklińska, M., Maryański, M., & Laskowski, R. (1999). Effect of temperature on humus respiration rate and nitrogen mineralization: Implications for global climate change. *Biogeochemistry* 44: 239-257. https://doi.org/10.1007/BF00996992.
53. Paul, K., Polglase, P., & Richards, G. (2003). Predicted change in soil carbon following afforestation or reforestation, and analysis of controlling factors by linking a C accounting model (CAMFor) to models of forest growth, litter decomposition and soil C turnover (RothC). *Forest Ecology and Management* 177: 485-501. https://doi.org/10.1016/S0378-1127(02)00454-1.
54. Paustian, K., Parton, W.J., & Persson, J. (1992). Modeling soil organic matter in organic‐amended and nitrogen‐fertilized long‐term plots. *Soil Science Society of America Journal* 56: 476-488. https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600020023x.
55. Sakurai, G., Jomura, M., Yonemura, S., Iizumi, T., Shirato, Y., & Yokozawa, M. (2012). Inversely estimating temperature sensitivity of soil carbon decomposition by assimilating a turnover model and long-term field data. *Soil Biology and Biochemistry* 46: 191-199. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.11.005.
56. Schimel, D.S., House, J.I., Hibbard, K.A., Bousquet, P., Ciais, P., Peylin, P., Braswell, B.H., Apps, M.J., Baker, D., & Bondeau, A. (2001). Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. *Nature* 414: 169-172. http://doi.org/10.1016/35102500.
57. Schindlbacher, A., Rodler, A., Kuffner, M., Kitzler, B., Sessitsch, A., & Zechmeister-Boltenstern, S. (2011). Experimental warming effects on the microbial community of a temperate mountain forest soil. *Soil Biology and Biochemistry* 43: 1417-1425. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.03.005.
58. Schmidt, M.W., Torn, M.S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I. A., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., Lehmann, J., & Manning, D.A. (2011). Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature* 478: 49-56. https://doi.org/10.1038/nature10386.
59. Shirato, Y., & Yokozawa, M. (2006). Acid hydrolysis to partition plant material into decomposable and resistant fractions for use in the Rothamsted carbon model. *Soil Biology and Biochemistry* 38: 812-816. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.07.008.
60. Shpedt, A., Ligaeva, N., & Emelyanov, D. (2019). *Transformation of soil and land resources of the Middle Siberia in the conditions of climatic changes*. In "IOP Conference Series: Earth and Environmental Science", Vol. 315, pp. 052051. IOP Publishing. doi:10.1088/1755-1315/315/5/052051.
61. Skjemstad, J., Spouncer, L., Cowie, B., & Swift, R. (2004). Calibration of the Rothamsted organic carbon turnover model (RothC ver. 26.3), using measurable soil organic carbon pools. *Soil Research* 42: 79-88. https://doi.org/10.1071/SR03013.
62. Smith, J., & Smith, P. (2007). "*Environmental modelling: an introduction,"* Oxford University Press.
63. Smith, J., Smith, P., Wattenbach, M., Zaehle, S., Hiederer, R., Jones, R.J., Montanarella, L., Rounsevell, M.D., Reginster, I., & Ewert, F. (2005). Projected changes in mineral soil carbon of European croplands and grasslands, 1990–2080. *Global Change Biology* 11: 2141-2152. https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.001075.x.
64. Smith, P., Fang, C., Dawson, J.J., & Moncrieff, J.B. (2008). Impact of global warming on soil organic carbon. *Advances in Agronomy* 97: 1-43. https://doi.org/10.1016/S0065-2113(07)00001-6.

65. Smith, P., Powlson, D., & Glendining, M. (1996). Establishing a European GCTE soil organic matter network (SOMNET). pp. 81-97. *Springer*. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_7.

66. Smith, P., Smith, J., Franko, U., Kuka, K., Romanenkov, V., Shevtova, L., Wattenbach, M., Gottschalk, P., Sirotenko, O., & Rukhovich, D. (2007). Changes in mineral soil organic carbon stocks in the croplands of European Russia and the Ukraine, 1990–2070; comparison of three models and implications for climate mitigation. *Regional Environmental Change* 7: 105-119. https://doi.org/10.1007/s10113-007-0028-2.

67. Soil Survey Manual. (2014). *Kellogg soil survey laboratory methods manual.* Soil survey investigations report No 51, version 2 R Burt and soil survay staff (ed), U. S. Department of Agriculture Natural Resources conservation Service.

68. Soleimani, A., Hosseini, S.M., Bavani, A.R.M., Jafari, M., & Francaviglia, R. (2017). Simulating soil organic carbon stock as affected by land cover change and climate change, Hyrcanian forests. *Science of the Total Environment* 599: 1646-1657. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.077.

69. Stockmann, U., Adams, M.A., Crawford, J.W., Field, D.J., Henakaarchchi, N., Jenkins, M., Minasny, B., McBratney, A. B., De Courcelles, V.D.R., & Singh, K. (2013). The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 164: 80-99. https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.10.001.

70. Thornthwaite, C.W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review* 38: 55-94. https://doi.org/10.2307/210739.

71. Vaghefi, S.A., Keykhai, M., Jahanbakhshi, F., Sheikholeslami, J., Ahmadi, A., Yang, H., & Abbaspour, K. (2019). The future of extreme climate in Iran. *Scientific Reports* 9: 1-11. https://doi.org/10.1038/s41598-018-38071-8.

72. Wan, Y., Lin, E., Xiong, W., & Guo, L. (2011). Modeling the impact of climate change on soil organic carbon stock in upland soils in the 21st century in China. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 141: 23-31. https://doi.org/10.1016/j.agee.2011.02.004.

73. Weihermüller, L., Graf, A., & Verecken, H. (2013). Simple pedotransfer functions to initialize reactive carbon pools of the RothC model. *European Journal of Soil Science* 64: 567-575. https://doi.org/10.1111/ejss.12036.

74. Xu, X., Liu, W., & Kiely, G. (2011). Modeling the change in soil organic carbon of grassland in response to climate change: Effects of measured versus modelled carbon pools for initializing the Rothamsted Carbon model. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 140: 372-381. https://doi.org/10.1016/j.agee.2010.12.018.

75. Zimmermann, M., Leifeld, J., Schmidt, M., Smith, P., & Fuhrer, J. (2007). Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the RothC model. *European Journal of Soil Science* 58: 658-667. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00855.x.